

中国の河北平原における地下水資源 の現状と将来予測

RECENT AND FUTURE STATE OF GROUNDWATER RESOURCES IN HEBEI PLAIN, CHINA

張兆吉¹・大坪国順²・石井武政³

Zhaoji ZHANG, Kuninori OTSUBO and Takemasa ISHII

¹正会員 工博 中国水文地質環境地質研究所副研究員 (〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-3)

²正会員 工博 国立環境研究所 水圏環境部 (〒305-0053 茨城県つくば市小野川16-2)

³理博 工業技術院地質調査所室長 環境地質部 (〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-3)

The Hebei plain belongs to semi-arid climatic region in China. In this region in the future the use of the land and the demand for the groundwater will keep increasing. Water resource is a key for industrial development of the region in the 21st century. In this paper we tried an accurate estimate of recent state of groundwater resources in the plain through the detailed analysis of movement of groundwater. According to the water balance calculation, the shallow groundwater recharge was mostly from infiltration of meteoric water and estimated to be $101.14 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{y}$ and the discharge was $105.2 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{y}$ due mostly to pumping up, so the decreasing amount of storage was estimated to be $3.88 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{y}$ resulting in lowering of groundwater level. A mathematical model of groundwater flows of the unconfined and confined aquifers was introduced to predict the future groundwater state for given groundwater usage scenarios. According to the prediction, both unconfined and confined aquifers in the plain will be confronted with very serious water shortage problems within several decades.

Key Words : Hebei plain, China, groundwater, water balance, flow model

1. はじめに

河北平原は中国の東部に位置する海河流域に属し、中国の一大農業地帯となっている。70年代からの急速な農業発展を支えた水資源はほとんど地下水揚水に依った。近年、地下水の大量揚水の弊害が都市域周辺を中心に現れており¹⁾、このまま大量の地下水揚水が続くと、環境悪化はさらに深刻化することが懸念される。この地域の持続可能な水資源利用を考えるにあたり、地下水資源の量の現状の把握と将来予測は非常に重要である。

本研究では、既存のデータを整理することにより、中国河北平原における1970年代後半から1990年代前半にわたる期間の年間水収支を小流域毎に解析し、それを基に河北平原の地下水資源の耐用年数を見積もった。さらに地下水位変動に関する2次元水理モデルを構築し、将来の地下水揚水量をシナリオとして与え、浅層及び深層の地下水の挙動を2 kmメッシュ精度で予測しその結果をまとめた。

2. 河北平原の地層構造

河北平原の第四紀地層は、厚さが異なる不連続な幾つかの砂礫層と粘土層が複雑に配列した構造となっている。図-1は、河北平原の石家庄(北緯37.5°, 東経114.5° 付近)から德州(北緯38°, 東経116.5° 付近)を結ぶ水文地質断面模式図である。第四紀地層は、砂礫層(透水路)と粘土層(難透水路)が単純に配列しておらず、不連続な幾つかの砂礫層と粘土層が複雑に配列した構造となっている。そのため、一つの砂礫層毎ではなく複数の砂礫層と粘土層を合わせて一つの帯水層として取り扱われており、各帯水層間の境界線は、1980年代に中国地質鉱産部(現国土資源部)により決められた。それによれば、第四紀地層は4つの帯水層に分割される。その深さは、それぞれ40~60m, 120~170m, 250~350mおよび400~600mである。第一帯水層は不圧地下水であり、他の三つの帯水層は被圧地下水である。全ての帯水層の水が農業や工業水として利用されているが、特に、第一帯

水層と第三帶水層中の砂礫層は、粒度が大きく均一で厚さもあり、主要な給水層となっている²⁾。河北平原ではこれまでに地下水資源の開発の調査のために1万本以上のボーリングが行われ、現在も浅層および深層帯水層の地下水がモニタリングされている。

3. 地下水資源を取り巻く状況

(1) 河北平原の水資源の概況

河北平原は半乾燥地域に属し年間平均降水量は500mm程度で年変化が大きく、持続的に利用できる水資源量(年間)はかなり乏しい³⁾。河北平原の浅層地下水涵養を4. に示す地下水収支法で計算すると、全体で126.30億m³/yで、その内、淡水地下水は90.45億m³/yを占める。蒸発や海への排出分を差し引いた持続的(貯留量を食いつぶさず)に利用しうる浅層地下水量は平原全体で93.34億m³/y、その内、淡水量は79.86億m³/yと見積られる。一方、深層地下水は涵養量が限られるため、持続的に利用できる量は9.85億m³/yにすぎない。地表水は、年間降水量の影響を直接受けるため、量の変動が大きく、水源としての確実性が低い。例えば、河北平原における年平均の地表水量は69.87億m³であるが、渇水年の1997年には21.52億m³という低い値であった⁴⁾。

河北平原では、農業が経済の中心であり水資源は主に農業用水として利用されている。1997年の河北平原の農業用水量は121.09億m³で、総水利用量(157.60億m³)の78%を占める。そのうち、地下水からの農業用水量は99.39億m³である。

工業用水量は農業用水量より少なく、1997年に18.66億m³である。その内、地下水揚水量は15.31億m³で、地下水総揚水量の11%を占めている、ただし、特定の井戸から集中的に汲み上げられるため、環境に与える影響は大きい。近年、工業用水量は年6.3%の割合で増加している。生活用水量は7.58億m³/y(地下水からの給水量7.43億m³/y)で、総水利用量の8%を占め、年8.5%の割合で急増している。

(2) 地下水揚水量の増加に伴う環境問題

1970年代以前は揚水量が少なく、浅層と深層の地下水は人為的影響をほとんど受けず、地下水位(頭)は年間降水量に応じて一定の高さを上下する状態で保たれていた。しかし、1970年代以降、揚水量の増加につれて地下水位(頭)の大幅な低下と地盤沈下等の環境問題が起き始めている。

過去30年間の河北平原での浅層地下水位の低下は、山地寄り平原で大きくて平均12~25mに達したが、中部平原や海寄りの平原では緩慢で平均2~10m程度であった。例えば、山地寄りの石家庄(Shijiazhuang)、中部の衡水(Hengshui)、および海寄りの滄州(Cangzhou)の低

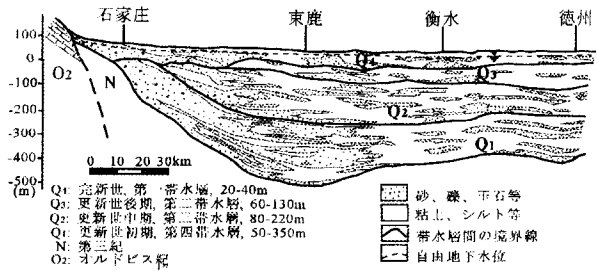


図-1 石家庄—德州における水文地質断面図

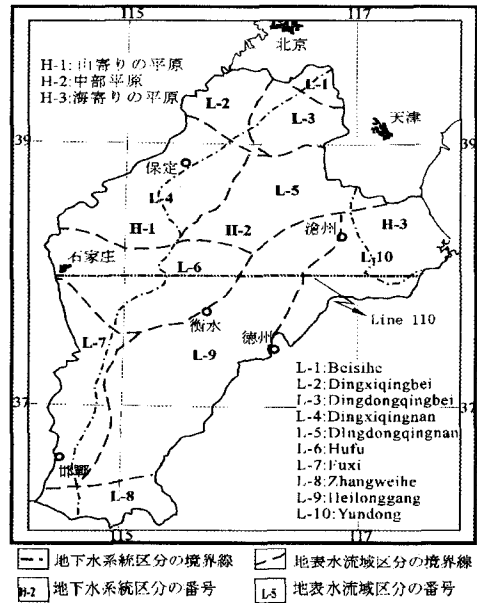


図-2 河北平原の地下水資源計算の区分図

下速度は、それぞれ0.67m/y、0.17m/y、および0.11m/yである。浅層地下水の流動方向にも変化が起き、30年前には東南東方向に自然流下していたものが、現在では都市部にロート状の地下水位の凹地ができ、そこへ流れ込むようになっている。

深層地下水はその貯留係数が小さいために圧力水頭の低下は浅層地下水位より速い。海寄りの平原ほど速度は大きく、これまでに圧力水頭が20~60m下って海面よりも低くなった地域が河北平原の60~70%を占めるほどである²⁾。圧力水頭の低下速度は、山地寄りの石家庄では1.44m/y、中部の衡水では2.28m/yであるのに対して、海寄りの滄州では3.33m/yである。深層地下水頭の急速な低下が、海寄りの平原で地盤沈下が拡大した。これまでの累積地盤沈下量は平均で253mm、最大で1131mmに達した¹⁾。

揚水量の増加と浅層地下水位の低下により、表流水の流動状況も変化した。山地寄りの地域では、1960年代には年降水量が250mmを超えると河川表流水が認められたが、1980年代初めになると、年降水量が500mmを超えなければ河川表流水は見られなくなった。

表-1 浅層地下水（淡水）の年間水収支表（面積：km²；水量：億m³）

地域	面積 (km ²)	比産 水率 μ	浅層 帯水 層厚 (m) M	貯留量 (億m ³) S-1	涵養の要素					流出の要素				水収支 (億m ³ /y) (カッコ値は mm/y) B-1	浅層 帯水層の 耐用 年数 (y) S-3
					灌漑水 の戻り分 (億m ³ /y) R-1	降水の 浸透 (億m ³ /y) R-2	水平方向 流入分 (億m ³ /y) R-3	河川水 等の浸透 (億m ³ /y) R-4	合計 (億m ³ /y)	地下水の 揚水 (億m ³ /y) D-1	蒸発 (億m ³ /y) D-2	河川等 への流出 (億m ³ /y) D-3	合計 (億m ³ /y)		
L-1	3801	0.14	35	186	1.23	6.99	0.46	0.83	9.51	7.61	1.73	0.31	9.65	-0.14(-3.7)	1328
L-2	2284	0.15	35	119	0.93	4.4	0.37	1.32	7.02	6.85	0.29		7.14	-0.12(-5.3)	991
L-3	2482	0.12	30	89	0.72	4.38	0.32	0.44	5.86	5.23	0.87		6.1	-0.24(-9.7)	370
L-4	9491	0.13	40	493	2.52	13.16	2.82	3.69	22.19	20.96	1.61	0.2	22.77	-0.58(-6.1)	850
L-5	3545	0.12	30	127	0.49	5.82	0.02	0.51	6.84	5.36	1.2	0.54	7.1	-0.26(-7.3)	488
L-6	5398	0.13	35	245	1.68	7.89	2.72	1.98	14.27	15.31	0.77	0.13	16.21	-1.94(-35.9)	126
L-7	6321	0.11	30	208	1.55	9.66	1.96	0.75	13.92	13.6	0.41		14.01	-0.09(-1.4)	2311
L-8	1847	0.12	35	77	0.32	3.18	0.05	0.49	4.04	3.45	0.61	0.14	4.2	-0.16(-8.7)	481
L-9	7244	0.1	30	217	1.06	11.31	0.54	0.95	13.86	10.78	3.39	0.17	14.34	-0.48(-6.6)	452
L-10	1821	0.06	20	21	0.19	3.2		0.24	3.63	2.53	0.72	0.25	3.5	0.13(7.1)	
合計	44234			1782	10.69	69.99	9.26	11.2	101.14	91.68	11.6	1.74	105.02	-3.88(-8.8)	459

表-2 深層地下水（淡水）の年間収支表

地域	補給の要素		地下水の 揚水 (億m ³ /y) C-3	貯留量の 変化 (億m ³ /y) C-4	被圧地下水 頭の変化 (m) C-5
	上部帯水層 からの涵養 (億m ³ /y) C-1	山からの 流れ込み (億m ³ /y) C-2			
Changzhou	2.019	0.042	2.721	-0.66	-1.85
Hengshui	3.084	0.202	4.266	-0.98	-2.8
Xingtai	1.236	0.067	1.478	-0.175	-0.86
Handan	0.343	0.075	0.44	-0.022	-0.18
合計	6.682	0.386	8.905	-1.837	-1.61

4. 河北平原での地下水の年間収支

(1) 年間水収支に関するパラメータ

地下水資源を計算するため、水文地質条件と地表水流域によって、地下水系統計算区分（H1～H3）と地表水流域計算区分（L1～L10）に分割した（図-2）。図-2の流域区分毎に水収支を検討するために、各区分地において現地でのライシメータ実験や揚水試験を行って以下のパラメータの値を求め³⁾、それらの分布特性を解析した⁶⁾。

a) 降水浸透係数 α

α は、降水からの年間地下水涵養量が年間降水量に占める割合(%)である。 α は地下水位 h_c の深さにより変化し、一般に、 h_c が土壌の毛管深さ h_p (これ以上地下水位が下がると毛管水が地表面に達しない)と一致する深さで極大値になる。河北平原での α の値は、粘土で、 $h_c < 2$ mで3.7～7.9、 $4\text{ m} < h_c < 6$ mで14.5～19.0であった。粘土質シルトでは、 $h_c < 2$ mで14.0～24.4で、 $4\text{ m} < h_c < 6$ mで30.7～40.6であった⁶⁾。

b) 蒸発係数 γ

γ は、現場での地下水からの蒸発散量とパン蒸発計からの蒸発量との比である。 γ は地下水位が深くなるにつれて減少する。河北平原では、 $1\text{ m} < h_c < 2$ mでは、 γ の値は、粘土で0.078～0.062、シルトで0.275～0.125であった。 $3\text{ m} < h_c < 4$ mでは、粘土で0.040～0.023、シルトで0.071～0.035であった⁶⁾。一般に、 $h_c > 6$ mとなると

0.01以下となり無視できる。

c) 水位方向透水係数 k

揚水試験結果によると、山地寄り平原と中部平原での k の値は、粘土で0.83 m/d、細砂で10.7 m/d、砂礫で100～773 m/dであった。海寄り平原の k 値は、粘土で0.001 m/d、細砂で6.0～8.0 m/dであった⁶⁾。

d) 比産水率 μ

μ は、飽和状態の岩石又は土壌から重力排水により排出される水の体積の全体積に対する割合である。河北平原では、 μ はシルト質粘土が0.03～0.06、シルトが0.06～0.13、粗砂が0.20、砂礫が0.22、玉石礫が0.25である。山地寄り平原から海寄り平原に向かって徐々に小さくなっていた⁶⁾。

(2) 地下水の年間収支

河北平原の浅層地下水収支の要素は、地下水灌漑の浸透による戻り分(R-1)、降水の浸透(R-2)、山から等の水平方向流入分(R-3)、河川水等からの浸透(R-4)、地下水の揚水(D-1)、地下水の蒸発(D-2)、河（排水路）への流出(D-3)、および浅層帯水層貯留量の変化量(B-1)である。河北平原では、降水の浸透が浅層地下水の主な涵養源であり、地下水の揚水が浅層地下の主な排出要素である。1975～1984のデータ³⁾に1994年までのデータを加えて各流域区分における浅層地下水の平均年間収支を解析し表-1に示した。

ここで、 $(R-1) = \alpha \times (\text{地下水による灌漑水量})$ ； $(R-2) = \alpha \times (\text{降水量}) \times (\text{面積})$ ； $(R-3) = k \times (\text{浅層帯水層の厚さ}) \times (\text{自由地下水の動水勾配}) \times (\text{流入境界長})$ ； $(R-4) = \alpha \times (\text{地表水による灌漑水量}) + k \times (\text{断面積}) \times (\text{河川側方浸透流の動水勾配})$ ； $(D-1) = \text{現地調査データ}$ ； $(D-2) = \gamma \times (\text{地表面に置いたパン蒸発計からの蒸発量})$ ； $(D-3) = k \times (\text{断面積}) \times (\text{動水勾配})$ で求めた。

表-1によると、河北平原全体では、淡水の浅層地下水涵養量は101.14億m³/y、浅層地下水排出量は105.02億m³/y、浅層帯水層貯留量の減少量は3.88億m³/yという

結果となった。現状の水収支では浅層帯水層の貯留量は年々減少して行くことになる。

一方、河北平原の深層地下水収支の要素は、上部帯水層からの涵養(C-1)、山から等水平流入分(C-2)、地下水の揚水(C-3)、貯留量の変化(C-4)、および被圧地下水頭の変化(C-5)がある。表-2は深層地下水収支の解析結果で、深層地下水揚水量の多い場合は、貯留量が減少するため被圧地下水頭が絶え間なく低下する。

ここで、(C-1) = (難透水層の鉛直透水係数) × (面積) × (被圧地下水頭と自由地下水位の差) / (難透水層の厚さ) ; (C-2) = (被圧層の透水量係数) × (被圧地下水の動水勾配) × (流入境界長) ; (C-3) = 現地調査データ ; (C-4) = (C-1) + (C-2) - (C-3) で計算した。

(3) 浅層帯水層貯留量

浅層帯水層貯留量(S-1)は、浅層帯水層の厚さMと比産水率μで概算できる。また、浅層帯水層の地下水を使い切る年数(S-3)は、浅層帯水層貯留量を毎年の減少量(S-2)で除することにより概算できる。浅層帯水層貯留量とそれを使い切る年数の概算結果を表-1に示した。ここで、(S-1) = μ × M × (概算面積) ; (S-2) = (B-1)の毎年減少量 ; (S-3) = (S-1) / (S-2)で求めた。表-1によれば、河北平原全体で見れば、現在の揚水量であれば浅層帯水層が21世紀中に涸渇する心配はないと考えられる。

5. 地下水位(頭)変化の将来予測

(1) 支配方程式

浅層(自由)地下水流動に関する支配方程式は次式のように表現される⁷⁾。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(kh \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(kh \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \mu \frac{\partial h}{\partial t} - w_d(x, y, t) - \frac{(h - h_c)}{M_h} k_h \quad (1)$$

$$h(x, y, t)_{t=0} = h_0(x, y) \quad (2)$$

$$h(x, y, t)_{\Gamma_1} = h_1(x, y, t) \quad (3)$$

同様にして、深層(被圧)地下水についても以下の支配方程式が得られる⁷⁾。

$$T \frac{\partial^2 h_c}{\partial x^2} + T \frac{\partial^2 h_c}{\partial y^2} = S \frac{\partial h_c}{\partial t} - w_c(x, y, t) - \frac{(h_c - h)}{M_h} k_h \quad (4)$$

$$h_c(x, y, t)_{t=0} = h_{c0}(x, y) \quad (5)$$

$$h_c(x, y, t)_{\Gamma_1} = h_{c1}(x, y, t) \quad (6)$$

ここで、h：自由地下水位、h₀：自由地下水位初期値、h₁：第一種境界の自由地下水位、h_c：被圧地下水頭、h_{c0}：被圧地下水頭初期値、h_{c1}：第一種境界の被圧地下水頭、k：透水係数、k_h：難透水層における鉛直透水係数、M_h：難透水層の厚さ、S：被圧地下水の貯留係数、T：透水量係数、t：時間、w_d：自由地下水の

垂直方向の涵養量と排出量の差、w_c：被圧地下水の垂直方向の涵養量と排出量の差、x, y：水平方向座標軸、Γ₁：第一種の境界、およびμ：浅層地下水の比産水率である。

(2) シミュレーション手法

シミュレーションにあたっては式(1)および式(4)を差分化し、交互方向陰解法(Alternating Direction Implicit: ADI)⁸⁾を用いて計算した。ADIは効率のよい地下水位変動数値計算手法の一つで、計算ステップ(k, k+1)を前半(k, k+1/2)と後半(k+1/2, k+1)に分け、前半ステップと後半ステップで陰解法を適用する方向を入れ替えるもので、ほとんどの場合に安定といわれている。

面積67268km²の河北平原を2km x 2kmの等間隔差分格子で16817個のブロックに分割した。今回は、1985年～1995年の11年間の地下水揚水量や灌漑水量等の調査データ、降水量及び蒸発量の気象データ、さらに深層と浅層地下水位等の観測データを、モデルの一部パラメータの修正、および、妥当性の検討に用いた。まず、4.に述べた現地試験により求めた物理パラメータを適用し、入手した地下水揚水量データが年単位であること、動水勾配が非常に小さいことを勘案して、計算時間ステップ(Δt)を1年として、浅層と深層の2次元地下水位

(頭)変動の数値実験を行なった。初期条件は1985年のデータを用いた。同定では5年間の地下水位(頭)変動の計算結果が観測データを最もよく再現するように、各メッシュの透水係数の若干の補正を行なった。検証では補正した透水係数を用いて、1990年～1994年までの地下水位(頭)変動を計算し、観測データと比較した。第一種の境界での条件としては、水位・水頭の観測値を基に与えた。浅層地下水の検証結果では、両者の誤差が0.5m以内に収まる格子点が84%を、また、深層地下水の場合は、同様の格子点が86%を占めた。よって、河北平原における浅層と深層の地下水位(頭)の将来変化は本モデルを用いてシミュレーションが可能と判断した。

(3) 計算条件

2030年までの地下水位(頭)変化予測計算の条件は以下のようなものである。

a) 自然条件

半乾燥地の気象条件(パン蒸発量≧降水量)として年間降雨量、年間平均気温、年間蒸発量等は過去30年の気象データの統計的平均値で与えた。

b) 浅層・深層からの揚水量

揚水量は将来シナリオとして3つを与えた。

i) シナリオ1：全メッシュで2030年まで揚水量はゼロとする。

ii) シナリオ2：全メッシュで2030年まで1994年の揚水量実績とする。

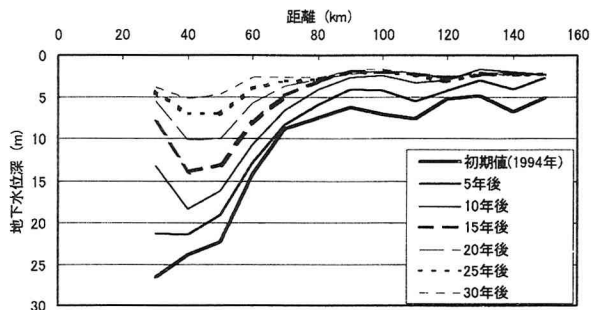


図-3 Line 110における浅層地下水位縦断面図

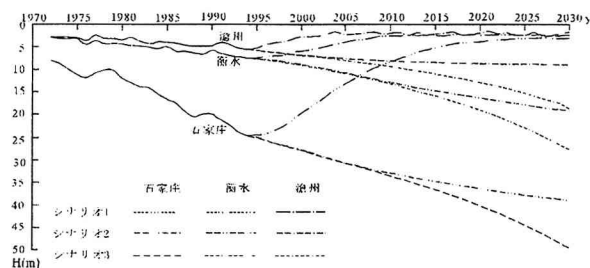


図-4 代表的地点での浅層地下水の年変化予測結果

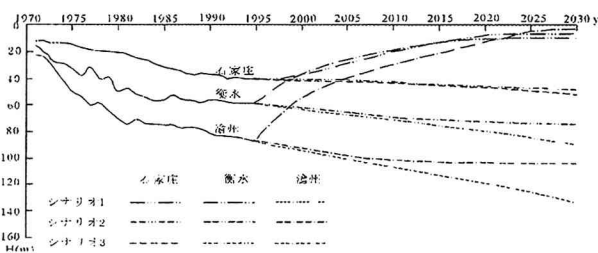


図-5 代表的地点での深層地下水頭の年変化予測結果

iii) シナリオ3：全メッシュで農業用は1994年の揚水量実績で2030年まで一定とする。工業用は6%/yで増加（トレンドの延長），生活用は2%/yで増加（2030年に1994年時の2倍）とする。

c) 初期条件

両層地下水位（頭）の初期条件は，1994年の観測データを基に作製された自由地下水位（海拔）メッシュデータおよび被圧地下水位（海拔）メッシュデータで与えた。

d) 境界条件

河北平原の第四紀地層は，研究領域の西端で断層より岩石と接触して，南と北へそのまま延びて，東部の海底にもぐり込んでいる。第一種境界における水位（頭）値は，近接メッシュにおける観測データを基にメッシュ内での揚水量と地下水位（頭）変化量の関係を回帰式で近似し，その近似式にシナリオで決まる揚水量を代入して与えた。

(4) シミュレーション結果

図-3は揚水シナリオ1の場合のLine 110（図-2参照）に沿った浅層地下水位縦断面形の5年毎の変化の予測結果

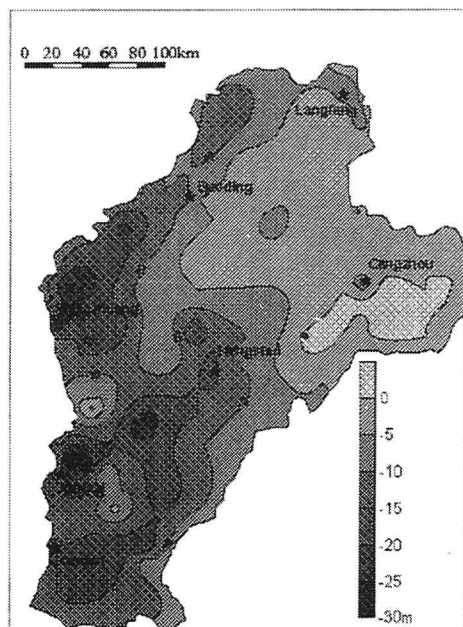


図-6 浅層地下水位の低下量（2030年，シナリオ3）

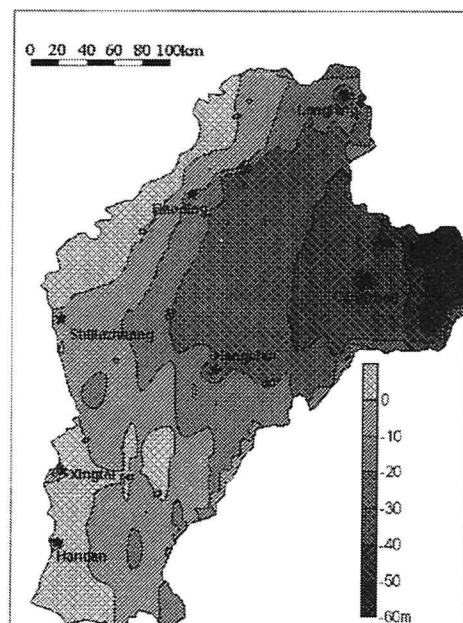


図-7 深層地下水頭の低下量（2030年，シナリオ3）

である。揚水を全面的にストップすれば平原中央部とその東側では，10年後には地下水位が回復し3m前後で一定となるが，西側では回復に30年にかかる結果となった。河北平原中央部での h_p は約5mであるので，地下水位3mの状態では地表面から蒸発が常時起こり土壌表面への塩類集積が懸念される。よって適度な地下水揚水は河北平原中央部では有益と考えられる。実際，地下水揚水がほとんどなかった1960年代以前にはこの地域に塩類土壌が広がっていたという記録がある⁹⁾。

図-4，および図-5は，各シナリオに対する河北平原の

表-3 河北平原における地下水環境を取り巻く問題点と対策

	平原西側と内陸都市域	平原中央部	平原東側	沿岸域
浅層地下水	・都市域周辺の地下水位のロータ状陥没 ・地下水汚染も進行 ・地下水位低下の進行 ・既設揚水ポンプが使用不能 ・数十年後は地下水涸渇の危険性	・地下水位低下は比較的緩慢 ・適量の地下水揚水は塩類集積を防止 ・地下水汚染はナシ ・土壌汚染(？) ・土壌劣化(？)	・地下水は高塩分で利用不能 ・深層地下水で土壌中塩分を希釈	・塩類集積域
深層地下水	・都市域周辺の地下水水頭のロータ状陥没 ・地下水汚染	・被圧地下水頭の低下は比較的緩慢	・地下水水頭の著しい低下(海拔下数十m) ・都市域で地盤沈下 ・広範囲に海水の浸入の危険性→影響は甚大 ・地盤沈下に伴う重金属汚染の懸念	・海水の内陸部への浸入
対策等	・節水 ・灌漑法の改良 ・水のリサイクル ・導水事業(南水北引中線)	・水田に転換しない限り特に問題ナシ(？)	・節水 ・灌漑法の改良 ・水のリサイクル ・導水(南水北引東線)	・耐塩性食物の開発 ・一部土壌改良 ・河川水の導水

代表的な地点における浅層地下水深さと深層被圧地下水頭の変化予測結果である。

揚水シナリオ2の場合でも、地下水位(頭)の低下が進行し、程度は若干緩和されるがシナリオ3の場合と同様な傾向の予測結果となっている。

図-6は、揚水シナリオ3の場合の2030年までの浅層地下水位低下量の等値線図であり、図-7は深層の地下水頭低下量の等値線図である。浅層の場合、平原西側の山麓沿いに点在する人口100万～200万の都市を中心に低下が進行し、深刻な地域では低下量が30mにも及ぶという結果となった。東側で地下水が低下しないのは、浅層地下水の塩分濃度が高く利用できないためである。深層の場合、東側を中心に地下水頭が40m以上も下がった地域があり、河北平原の西側の山麓地域を除いた全域海拔水頭が海拔0m以下になるという深刻な結果となった。

表-3は、河北平原における地下水環境を取り巻く問題点と考えられる対策を4つの地域に区分して整理したものである。強力な地下水保全に対する政策的誘導がない限り、河北平原での将来の地下水揚水量は、シナリオ2とシナリオ3の間になる可能性が高いので、表-3に列挙されている懸念事項はかなり現実味が高いと予想される。

6. 結論

本研究で得られた成果は以下の通りである。

- (1) 中国河北平原における1975年から1994年までの浅層および深層帯水層の年間水収支を小領域毎に解析した。
- (2) 浅層については、平原のほぼ全地域で年間収支は流出超過となるが、1980年代の揚水量であれば浅層帯水層の耐用期間は平原全体平均としては約450年と見積られた(表-1)。
- (3) 深層帯水層の圧力水頭は、過去20年間で平原全体で平均1.6m/y、海岸地域では2.8m/yも低下した。
- (4) 2kmグリッドの2次元地下水位(頭)変化モデルを構築し、揚水量の将来シナリオを与えて河北平原の浅層および深層の地下水位(頭)の変化を予測した。

(5) 予測によれば、揚水量を1994年実績で一定としても2030年には平原西側では人口100～200万人の都市を中心に浅層帯水層が、平原東側では深層帯水層が、深刻な事態を迎えると懸念される。しかし、平原中央部ではむしろ適量の地下水揚水は土壌の塩類化防止に有益と考えられる。

参考文献

1) 張 兆吉, 大坪国順, 石井武政: 中国河北平原における地下水の開発利用とその環境への影響, 第54回土木学会年講, 共通セッション, pp. 182-183, 1999.

2) 朱 延華, 賈 永瑞, 張 春林, 張 兆吉: 黄淮海平原水文地質総合評価, 水文地質工程地質, 第11号, pp. 10-16, 1992. (in Chinese)

3) 朱 延華, 閻人雪星, 張 鳳岐, 廖 建中, 馬 志靖, 張 兆吉: 華北地区地下水資源評価, 水文地質工程地質研究所資料, pp. 70-75, 1990. (in Chinese)

4) 賀 偉程: 中国水資源公報, 中華人民共和国水利部, pp. 1-26, 1997. (in Chinese)

5) 張 兆吉, 大坪国順, 石井武政: 中国河北平原における過去の土地利用活動が地下水資源に及ぼす影響, 環境科学会誌. (印刷中)

6) 大坪国順編: Groundwater Resource and Related Environmental Deterioration in the Hebei Plain, China, LU/GECプロジェクト報告書VI—中国における土地利用変化のメカニズムとその影響に関する研究一, CGER-REPORT CGER-I042-2000, pp. 215-226, 2000.

7) 曲 煥林, 閻 久誠: 中国干旱半干旱地区地下水資源評価, 中国科学出版社, pp. 44-61, 1991. (in Chinese)

8) 藤崎克博: 地下水数値計算法(6) 1-5. 差分法の基礎, 地下水誌, 第32巻, 第2号, pp. 258-292, 1990.

9) 大坪国順編: 黄河下流域における断流と塩類化の問題, LU/GECプロジェクト報告書VI—中国における土地利用変化のメカニズムとその影響に関する研究一, CGER-REPORT CGER-I042-2000, pp. 249-252, 2000.

(2000. 10. 2受付)